

鳥取県東郷鉾山ウラン鉾床の基盤岩ならびに母岩の変質

(1) 方面・麻畑鉾床

渡 辺 晃 二*

要 旨

東郷鉾山，^{かたも}方面・麻畑ウラン鉾床の基盤岩および母岩は粘土化が著しく，その特徴として次のことが挙げられる。

- (a) 粘土鉾物の種類，存在量は，鉾床の酸化帯・非酸化帯にほぼ規制されている。
- (b) 粘土化の程度は原岩の種類により異なり，同一種類の岩石では酸化帯における変質が特に顕著である。
- (c) 粘土量とウラン含有量との間には明確な相関は見出せないが，モンモリロナイトの量についてのみ観察すると，おおよそ負の相関がみられる。

また，粘土化の主体をなすモンモリロナイトは，結晶度が良好で熱水変質が示唆される。化学分析の結果， SiO_2 の量が少ないので珪ばん比が異常に小さいが，ウラン鉾床近辺においてモンモリロナイト化に伴う珪化帯が認められず，珪酸の逸脱が考えられる。鉾量的にみて，両鉾床の主体をなすウラン鉾物が磷酸塩鉾物であり，珪酸塩鉾物が少ないことなどから，モンモリロナイト化作用と鉾化作用との間には，直接関連がないものと考察される。

目 次

要 旨	2). X線廻折による検討
1. 緒 言	3). 示差熱分析による検討
2. 地質鉾床概略	4). 顕微鏡による観察
3. 基盤岩の変質	5). その他
4. 母岩の変質	(イ) 塩基性凝灰岩，凝灰質頁岩
(イ) 基底礫岩，アルコーズ砂岩	(ニ) 上位火山岩類
(ロ) 酸性凝灰岩類	5. 変質作用と鉾床との関連
〔モンモリロナイトの鉾物学的検討〕	6. 考 察
1). 化学分析	

* 岡山大学温泉研究所地質学部門助手

1. 緒 言

東郷^{かたも}鉾山の方面・麻畑鉾床は鳥取県の中
部，山陰線松崎駅の南東約5キロ附近に存在
するウラン鉾床である．両鉾床はともに基盤
岩直上，不整合面にそった新第三系（いわゆ
る三朝層群）の基底部の同位層準にウラン鉾
を胚胎し，その基盤の花崗岩や母岩である新
第三系基底部のアルコーズ砂岩，凝灰岩類に
著しい変質作用（粘土化）がみられる．

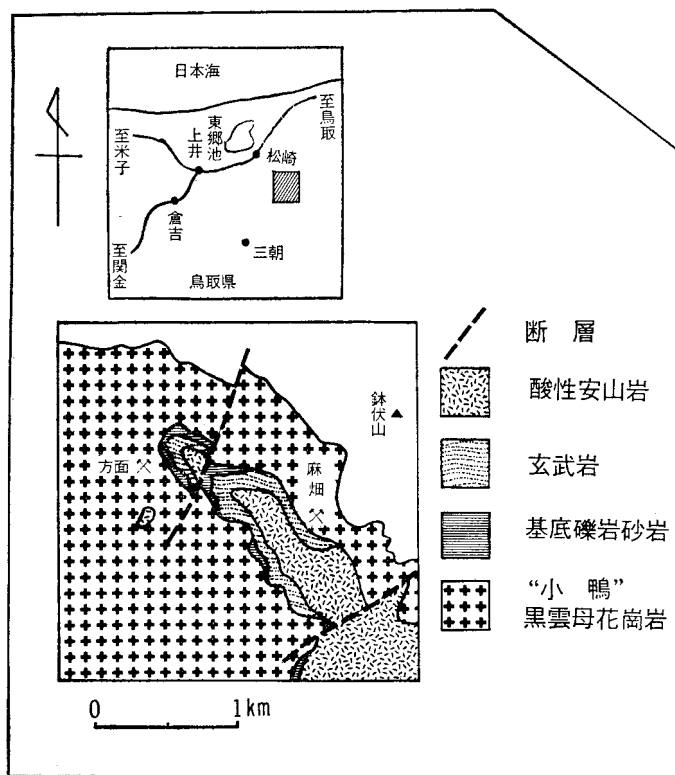
筆者は昭和36年以来，東郷鉾山ならびに人
形峠鉾山の基盤花崗岩ならびに母岩の変質を
研究している．ここには，東郷鉾山の方面・
麻畑両鉾床における変質作用の主体をなすモ
ンモリロナイト化を中心に，カオリン化，セ
リサイト化などの粘土化，およびそれらの粘
土化と鉾床生成との関連
についての研究結果を報
告する．

この研究に際して，御
指導いただいた岡山大学
温泉研究所，杉山隆二
教授，佐藤元昭助教授
（元），早稲田大学理工学
部，今井直哉教授に厚く
謝意を表する．また，調
査にあたって便宜を与え
られ，御教示賜わった原
子燃料公社倉吉出張所，
佐藤学而係長，奥野孝晴
氏はじめ探鉾係の方々に
深く感謝する．電子顕微
鏡写真の撮影にあたって
は，岡山大学農業生物研
究所，井上忠夫助教授に

御援助を願った．あわせて感謝する．

2. 地質，鉾床概略

方面・麻畑両鉾床周辺の地質を第1図に示
す．鉾床の基盤は優白ペグマタイト質黒雲母
花崗岩（いわゆる“小鴨花崗岩”¹⁾）であっ
て，この花崗岩は桃色の微斜長石を多量に含
むことによって特徴づけられている．この
“小鴨花崗岩”は両鉾床周辺から三朝温泉，
関金温泉にかけて北東，南西方向にのびた地
域に広く分布し，鳥取県下の放射能泉を胚胎
する母岩をなしている．全般的に，風化作用
の影響が著しく，鉾床周辺や温泉湧出地帯で
は特に顕著な変質作用がみられる．この基盤
花崗岩を不整合に覆って新第三系（いわゆる
三朝層群）が発達し，局部的にその基底の礫



第1図 鉾床周辺の地質図

岩砂岩層の堆積がみられる。この基底礫岩砂岩堆積層の厚さは、基盤花崗岩の侵蝕面が形成するチャンネル構造に支配され、坑内では0~2mの範囲で増減する。礫岩砂岩層を形成する礫質部は、いずれも花崗岩質のもので、特に礫岩層ではアプライトの礫が多い。砂岩層が富鉍部を胚胎する箇所では、Smoky quartz の存在もみられる。地質図では示されていないが、両鉾床の坑内では礫岩砂岩層と上位の玄武岩熔岩流との間には、0~10m±の酸性凝灰岩層とその上位を占める0~7m±の塩基性凝灰岩層・凝灰質頁岩層の地層がある（第5表参照）。前者は斜長流紋岩質凝灰岩を主とし、アルコーズ砂岩、細粒礫岩などのレンズを夾有し、多少の岩相の変化を示すが、基盤の凹部を埋めほぼ水平に堆積している。一般に下部では凝灰岩が優勢で、上部になるに従って火山礫凝灰岩に移行することが多い。これらは顕著な粘土化を示し、特に凝灰岩はその傾向が著しく、95%以上の粘土化を呈する部分もある。この酸性凝灰岩層には、炭質物やマンガン・ノジュールの沈積がみられ、かつ、下位の基底礫岩砂岩層と同様に鉍床を胚胎している。ウラン鉍物は燐灰ウラン石をはじめ二次鉍物が多く、白色粘土の割れ目、夾在する砂岩頁岩層、或は炭質物を交代して存在する。酸性凝灰岩層の上位を占める塩基性凝灰岩層・凝灰質頁岩層は方面鉍床で発達が著しく、麻畑鉍床では欠除する場合もある。変質程度は、この酸性凝灰岩層より上位の地層では急激に減少し、鉍化作用も方面鉍床の一部で若干の鉍染がみられるが、むしろ例外的のものと考えられている。玄武岩熔岩流は普通輝石かんらん石玄武岩であっ

て、方面地区では粗粒玄武岩質玄武岩、麻畑地区では緻密質玄武岩と多少の岩相変化を示している²⁾。下位の地層に比べて一般に新鮮であるが、局部的に風化作用の進展している箇所もみられる。酸性安山岩層は70m±の厚さでその上位をほぼ水平に覆い、酸性安山岩熔岩流・同質火山円礫岩層・同質凝灰角礫岩層などの状態で存在する。一部の地域では、石英安山岩質或は流紋岩質の岩相を示すところもある。

3. 基盤岩の変質

鉍床の基盤を占める“小鴨花崗岩”はペグマタイト質黒雲母花崗岩で、角閃石は殆んど含まれていない。加里長石は微斜長石が多く、しかも桃色を呈して他の鉍物よりも大きく存在するのが特徴で、そのため、外観は全体に桃色の色調が強い。粒度は中粒~粗粒で細粒のものは認められず、加里長石と共に黒雲母が比較的大きく一様に存在している。鏡下では、主成分鉍物として石英、加里長石、斜長石、黒雲母が認められ、副成分として燐灰石、ジルコン、褐簾石、チタン石、鉄鉍物などが含まれている。花崗岩としては一般に変質が著しく、全体的に風化して脆弱な状態を呈し、場所によってはアルコーズ砂岩の如き岩相を示す。それは主として主成分鉍物である斜長石（モードで全体の約1/3を占める。）の変質による場合が多く、加里長石は比較的新鮮な状態で最後まで残存している。斜長石は新鮮なものも鏡下では多少の汚濁状態を呈するが、変質の著しい場合には、斜長石が他の鉍物に対し選択的に粘土化を受けているのが観察される（第9図、3）。

第1表に示すように、X線廻折による検討

では、粘土鉱物として、セリサイト、カオリナイト、モンモリロナイトが確認されている。一般に、セリサイトは量的に少なく、しかも(002)の廻折線が黒雲母の(001)に重複するので、粘土化の進んでいない場合には明確な差別が困難である。しかし、局部的に濃集する場合には、セリサイト脈として認められる場合が多い。例えば、麻畑鉱床、2号坑西延200mでは、不整合面にそった花崗岩の変質が著しく、不整合面ぞいに、或は母岩に数本のセリサイト、石英脈を認めると共に、基盤岩においても、セリサイト化、珪化

が観察される(第5図)。セリサイトの産状からして、アルコーズ砂岩堆積後の基盤花崗岩の変質が考えられる。

一方、カオリナイト、モンモリロナイトは、多少の量的変化を示しつつ、普遍的に存在している。“小鴨花崗岩”も、鉱床を離れた地域では一般にカオリン化が優勢で、モンモリロナイトは花崗岩の割れ目に濃集して産する事が多い。これに反し、鉱床直下の花崗岩は、粘土化も著しくなり、明らかに斜長石がカオリナイトとモンモリロナイトに変化し、かつモンモリロナイトの量的変化が大き

第1表 X線回折結果(1)

A			B			C		
d (Å)	I	Idt.	d (Å)	I	Idt.	d (Å)	I	Idt.
10.1	1	Bi	10.1	2	(S ⁽⁰⁰²⁾ Bi	16.4	2	M
6.51	2	Pl, K·F	6.51	2	Pl, K·F	7.3	1	K
						6.51	1	Pl, K·F
			5.04	1	S (004)	5.01	1	M
			4.48	2	S (110)	4.55	2	M
4.27	4	Q	4.27	4	Q	4.27	1	Q
4.04	1	Pl	4.04	1	Pl	4.06	6	Rl
3.87	1	Pl, K·F	3.79	1	Pl, K·F	3.80	1	Pl, K·F
3.71	1	K·F		1	K·F	3.69	1	K·F
3.67	1	K·F	3.67	1	K·F			
3.48	1	K·F						
3.36	10	Q, Bi	3.36	10	Q	3.36	10	Q
3.25	10	K·F	3.25	8	K·F	3.24	6	K·F
3.21	10	Pl	3.19	4	Pl	3.20	8	Pl
			3.15	2	Pl	3.15	4	Pl
2.99	1	Pl	2.99	3	Pl	2.99	2	Pl

測定条件 Cu(Ni), 30Kv, 15mA, 1°-1°-0.4mm

Bi : Biotite Pl : Plagioclase K·F : K·Feldspar Q : Quartz

S : Sericite M : Montmorillonite K : Kaolinite

A : 新鮮な花崗岩 B.C : 変質を受けた花崗岩

い。

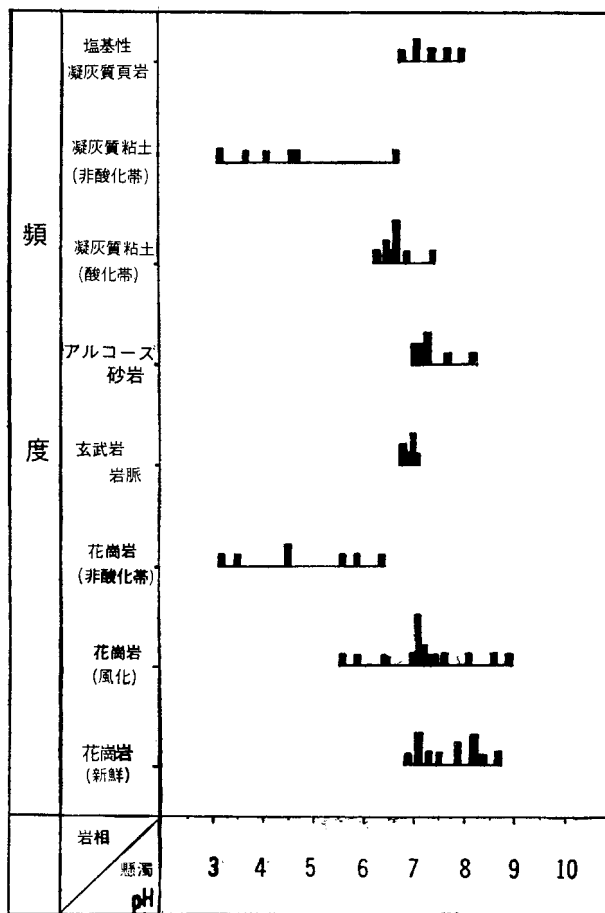
基盤においてモンモリロナイトが卓越する地域は、地下水の流入が比較的容易で、しかも排水があまり良好でない箇所にその例が多い。花崗岩から生成したモンモリロナイトをも、後述するように、酸性凝灰岩類の変質（モンモリロナイト化）と同じ熱水変質による生成であると考えるにしても、モンモリロナイトの含水度の高いことが、排水の不良に拍車をかけ、現在に至るまでの粘土化を微弱ながら助長し継続してきたものと推察される。一方、鉾床の非酸化帯に接する花崗岩では、粘土化は非常に微弱となり、しかもカオリナイト化によってのみ特徴づけられる。

これらの地域を酸化帯の基盤と比較した場合、地下水の流入も殆んどなく対照的である。一般に花崗岩の風化或は花崗岩に由来する土壌の風化生成物は、カオリン鉾物を主とするのが常であるが³⁾、“小鴨花崗岩”にみられるカオリナイトもその普遍的な産状からして、新第三紀層堆積以前の、即ち、風化侵蝕を受けている当時の、生成物と考えて良い。

第2図にも示すように、酸化帯と非酸化帯における岩石の懸濁 pH をみると、両者の間には著しい差異が認められる。酸化帯の試料は造岩鉾物・粘土鉾物自身の pH を示すが、非酸化帯

の試料は、測定値がばらつき、黄鉄鉾などが伴う場合には極端な pH の低下がみられる。しかも、非酸化帯では、還元環境下で、黄鉄鉾が酸化せず一次ウラン鉾物と共存することが多い。この懸濁 pH が変質時の環境をそのまま指示するものとは云えないにしても、少なくとも現在の環境では、非酸化帯が、アルカリ性で安定でかつ粘土化が助長されるモンモリロナイト化⁴⁾とは関係のないものと推察される。

結局、鉾床の非酸化帯と酸化帯に接する基



第2図 各岩石の懸濁 pH

盤岩を比較して、前者は粘土化が少なく、後者はそれが卓越しており、しかも前者はその微弱な粘土化がカオリナイトで占められるのに対して、後者はカオリナイト、モンモリロナイトの両者が認められる。しかも、粘土の総量の増減からみて、粘土量の多い場合はモンモリロナイトが増加し、カオリナイトの含有量は比較的一定であり、カオリナイトのみの著しい粘土化はみられないということが判明した。更に粘土の産状からみて、セリサイト化、モンモリロナイト化は、風化生成によると推察されるカオリナイト産出後の変質作用と考えられる。

“小鴨花崗岩”の主成分鉱物の一つである黒雲母は、鏡下ではくすんだ焦茶色から褐色を呈し、一般に変質度も弱いようにみうけられるが、多少の変質がX線解析によって確認される。しかし、花崗岩の粘土化の総量からみては非常に微量であり、しかも、常に変質を受けているとは限らない。変質を受けている黒雲母についてX線廻折により検討すると、斜長石の変質とはほぼ平行して

パーミキュライト・カオリナイトの生成がみられ、緑泥石化、緑簾石化は殆んど認められない。第2表(D)は、ペグマタイト質花崗岩から採取した黒雲母の仮晶を残す試料についてのデーターであって、黒雲母は全く残存せず、主として、パーミキュライト、カオリナイトの生成がみられる。

黒雲母の変質の過程については、数多くの論議があるが^{5) 6)}、Walker⁷⁾ は中間生成物としてバ

ーミキュライト、緑泥石、加水黒雲母などをへて究極的にはカオリナイトに至ると述べている。その他に、非常に稀ではあるが、パーミキュライトからモンモリロナイトに至る過程も考えられ⁷⁾、その場合は排水不良の状態が必要条件とされている。

X線廻折のデーターからの検討では、パーミキュライト、カオリナイトの他に 15.8\AA の廻折線が認められ、エチレングリコール処理によっても移動せず、しかもモンモリロナイトの特徴的な(020)、(110)の反射もみられないことから、モンモリロナイトの(001)とは考えられない。Jacksonによれば⁸⁾、黒雲母の 10\AA (001)の底面反射は $10\sim 18\text{\AA}$ の範囲で移動することがありうると述べているが、この場合も黒雲母からカオリナイトに至る一つの間間的な段階と考へられる。即ち、黒雲母はKの放出により格子間の結合が弱まり、他のカチオンに置換され、更に水分子の附加によって電荷のつりあいを保ちつつ、カオリナイトへ変質する過程をたどっているものと

第2表 X線回折結果(2)

D			E		
d (Å)	I	Idt.	d (Å)	I	Idt.
15.8	7		15.0	10	M(001)
14.5	8	V(002)	4.48	7	M
9.6	2		3.22	4	Pl
7.14	10	(V(004) K(001) V(006)	2.46	7	M?
4.75	3				
4.53	1				
4.43	1	K(020)			
4.19	7	K(111)			

測定条件 Cu(Ni), 30Kv. 15mA, $1^\circ\sim 1^\circ-0.4\text{mm}$

M : Montmorillonite K : Kaolinite

V : Vermiculite Pl : Plagioclase

思われる。この例は特に変質の著しい場合であるが、多くの基盤花崗岩の黒雲母は、パーミキュライト、黒雲母の混層鉾物を形成しているものと思われるので、今後更に検討する余地がある。

基盤の花崗岩を貫き、しかも不整合面によってさえぎられている岩脈には、アプライト、ペグマタイト、及び玄武岩の岩脈がある。

花崗岩質の岩脈は比較的変質が少なく、特にアプライトは周囲の花崗岩の変質が著しくても新鮮である。それに対して、玄武岩の岩脈は著しく変質し、X線廻折では多少の斜長石を残すのみで、大半はモンモリロナイトに変わっている(第2表(E))。鏡下では、オフイチツク構造を残存し、全体が暗緑色の粘土化がみられ、一部で炭酸塩化もみられる。

このモンモリロナイトが、緑泥石をへてモンモリロナイトに至ったか否かは明らかでないが、いずれにしても緑泥石の廻折線を全く認めないのが一つの特徴と云える。

以上、基盤岩の変質は、岩脈の粘土化から考えても、原岩の組成によって非常に異なることが判る。アプライト質花崗岩が全く新鮮であるのに対し、玄武岩々脈は特に変質著しく、基盤の花崗岩がその中間に位する。新鮮な玄武岩々脈がないことからして、特にその岩脈にのみ変質を与える媒質が接したとするよりも、原岩の組成鉾物の撰択的な変質がこのような状態を導いたものとするのが妥当である。但し、花崗岩において認められる変質度の差異は、基盤形態、断層、上位層の透水度などがもたらす媒質の量的、時間的差異が起因するものと考えられる。そして、その差

が鉾床の酸化帯と非酸化帯の形成に密接な関連を持っていることは、非常に興味深い。

4. 母 岩 の 変 質

(イ) 基底礫岩・アルコーズ砂岩

基底礫岩・アルコーズ砂岩の粘土化は、基盤岩の粘土化と正の相関を示している。即ち、基盤岩の変質度に応じて礫岩砂岩層も粘土化し、非酸化帯に接する部分では粘土量も少ない。しかも、生成している粘土鉾物も酸化帯ではカオリナイト、モンモリロナイト、セリサイトを認めるのに対し(第3図(F))、非酸化帯では、モンモリロナイトが減少し、カオリナイト化で特徴づけられる。礫岩は殆んどアプライト質花崗岩が占め、粘土化は微弱であるが、礫岩のマトリックス・アルコーズ砂岩は、基盤岩に比較して粘土量が多い。アルコーズ砂岩の鉾物組成を検討すると、場所により石英の量的変化が多く、部分的に淘汰されていることが判る。石英の少ない部分では粘土化も進展し、しかもかなり固結してみられる。鏡下では、長石類の粘土化は全般的にかつ一様にみられ、花崗岩でみられた斜長石の粒度による変質の差が殆んどない。

(第9図(4))。

上述の如く、基盤岩の変質が、接する鉾床母岩に対しても同様に反映し、酸化帯でみられるような局所的な変質も、礫岩砂岩層堆積後の作用と推察される。

(ロ) 酸性凝灰岩類

鉾床母岩で特に著しい変質を蒙った部分は、モンモリロナイト化で特徴づけられる。10mに及ぶこの堆積層は、斜長流紋岩の火山砕屑物で、凝灰岩、火山礫凝灰岩、凝灰質砂岩、凝灰質頁岩など垂直的な岩相の変化を示

しながら、花崗岩質の礫岩、砂岩のレンズを夾有する。特に、主として下位を占める凝灰岩層は完全に近い粘土化（純粋なモンモリロナイト化）を示す。また、モンモリロナイトにカオリナイトが混在する粘土化の部分は、夾有する花崗岩質砂岩のレンズ、或はその附近に多くみられる。モンモリロナイトの結晶度、含有量は凝灰岩層の岩質にも支配され、凝灰岩層中の礫の部分は周囲の軽石質凝灰岩に比べると変質度が弱い。ソーブストン化した凝灰岩も原岩の構造を残存し（第9図(I)）、その割れ目などに燐灰ウラン石などウランの二次鉱物の密集することがある。

酸性凝灰岩層に関連する試料のX線廻折データーを第3表(G)～(I)に示す。(G)は基盤岩に近い凝灰質粘土の廻折パターンで、純粋なモンモリロナイトである。(H)は火山礫凝灰岩の変質で、長石類の廻折線は認められないが、石英をわずかに含有し、モンモリロナイトと共にカオリナイトも認められる。カオリナイトが約10%以上混入するとソーブストン特有の蠟感を減じて来るが、共に白色粘土であるため、カオリナイトの微量の混入による肉眼的識別は甚だ困難である。(I)は酸性凝灰岩層の中に稀に存在する斜長流紋岩の礫のX線廻折データーである。モンモリロ

第3表 X線回折結果(3)

F			G			H			I			J		
d(Å)	I	Idt.	d(Å)	I	Idt.	d(Å)	I	Idt.	d(Å)	I	Idt.	d(Å)	I	Idt.
16.0	10	M(001)	16.1	10	M(001)	16.1	10	M(001)	15.8	10	M(001)	15.2	1	M(001)
10.1	2	Bi S(002)	5.2	2	M(003)	7.2	2	K ⁽⁰²⁰⁾ S(001)	6.5	1	Pl	6.5	2	K·F, Pl
7.2	2	K(001)	4.48	5	M ⁽⁰²⁰⁾ (110)	4.46	3	K, M ⁽⁰²⁰⁾ (110)	5.8	1	Pl	4.07	6	Pl
6.5	1	K·F	2.56	3	M ⁽¹³⁰⁾ (200)	4.26	1	Q	4.48	1	M ⁽⁰²⁰⁾ (110)	3.78	4	Pl, K·F
5.2	1	M(003)	1.499	3	M ⁽⁰⁶⁰⁾ (300)	3.59	1	K(002)	4.08	10	Cri	3.48	4	Pl, K·F
4.48	3	M(020, 110) S(110)				3.35	4	Q	3.77	1	Pl	3.24	8	K·F
4.25	2	Q, K·F S(111)				2.56	2	M ⁽¹³⁰⁾ (200)	3.66	1	Pl	3.22	10	Pl
4.06	3	Pl				2.35	1	K ⁽²⁰²⁾ (131)	3.47	1	Pl	3.00	1	Pl
3.78	2	K·F				1.499	2	M ⁽⁰⁶⁰⁾ (330)	3.22	1	Pl			
3.68	2	Pl							3.00	1	Pl			
3.35	4	Q, K·F							2.91	1	Pl			
3.24	8	K·F							2.86	1	Pl			
3.21	10	Pl							2.49	2	Cri			
2.94	1	Pl												
2.56	2	M ⁽¹³⁰⁾ (200)												

測定条件 Cu (Ni) 30Kv, 15mA, 1°-1°-0.4mm

Bi : Biotite

Pl : Plagioclase

K·F : K-Feldspar

Q : Quartz

S : Sericite

M : Montmorillonite

K : Kaolinite

ナイトと共に斜長石の一部が残存するが、石英の代りにクリストバライトの強い廻折がみられるのが特徴的である。なおこの礫は、酸性凝灰岩層と同時期の火山活動による噴出物と考えられる。

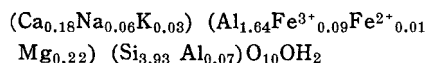
〔モンモリロナイトの鉱物学的検討〕

モンモリロナイトの純粋な試料が採取されるので、鉱物学的な検討を行った。試料は方面鉱床2号坑、南延坑道主坑道分岐点、南東壁のもので、原岩は凝灰岩である。

1) 化学分析

第4表に示す通りである。CaO が異常に多く、Na₂O、K₂O の少ないのが目立つ。また、モンモリロナイトとしては SiO₂ が少なく、そのため珪ばん比が2.70 で非常に小さい。

この化学分析値より求めた構造式は次の如くである。



2) X線廻折による検討

第3表 (G) に示す。(001) のピークが鮮明

第4表 モンモリロナイトの化学分析値

SiO ₂	50.30
TiO ₂	tr
Al ₂ O ₃	18.60
Fe ₂ O ₃	1.49
FeO	0.09
MnO	tr
CaO	2.15
MgO	1.92
Na ₂ O	0.41
K ₂ O	0.32
P ₂ O ₅	0.02
H ₂ O(+)	16.67
H ₂ O(-)	7.81
Total	99.78

で、結晶度が良好であることと同時に、Caモンモリロナイトの特性を示し、かつ熱水生成を示唆している。特に、モンモリロナイトとしては、(001) が16.1Å という非常に大きい層間隙を有するのが特徴である。モンモリロナイトは層間を占める置換性塩基のカチオンによって、(001) の面間隙は大きく移動するが、Ca によって置換された場合、特に大きな面間隙を示す⁹⁾。化学分析値、示差熱分析カーブからしても、この16.1Å はCaモンモリロナイトによる廻折と考えられる。

薬品処理による(001) の面間隙の変化は、次表の如くである。

	(001) の面間隙 (Å)
原 試 料	16.4~16.1
エチレン, グリコール	17.3
(1N) CaCl ₂	16.1
(1N) KOH	12.9
(0.1N) H ₂ SO ₄	16.1

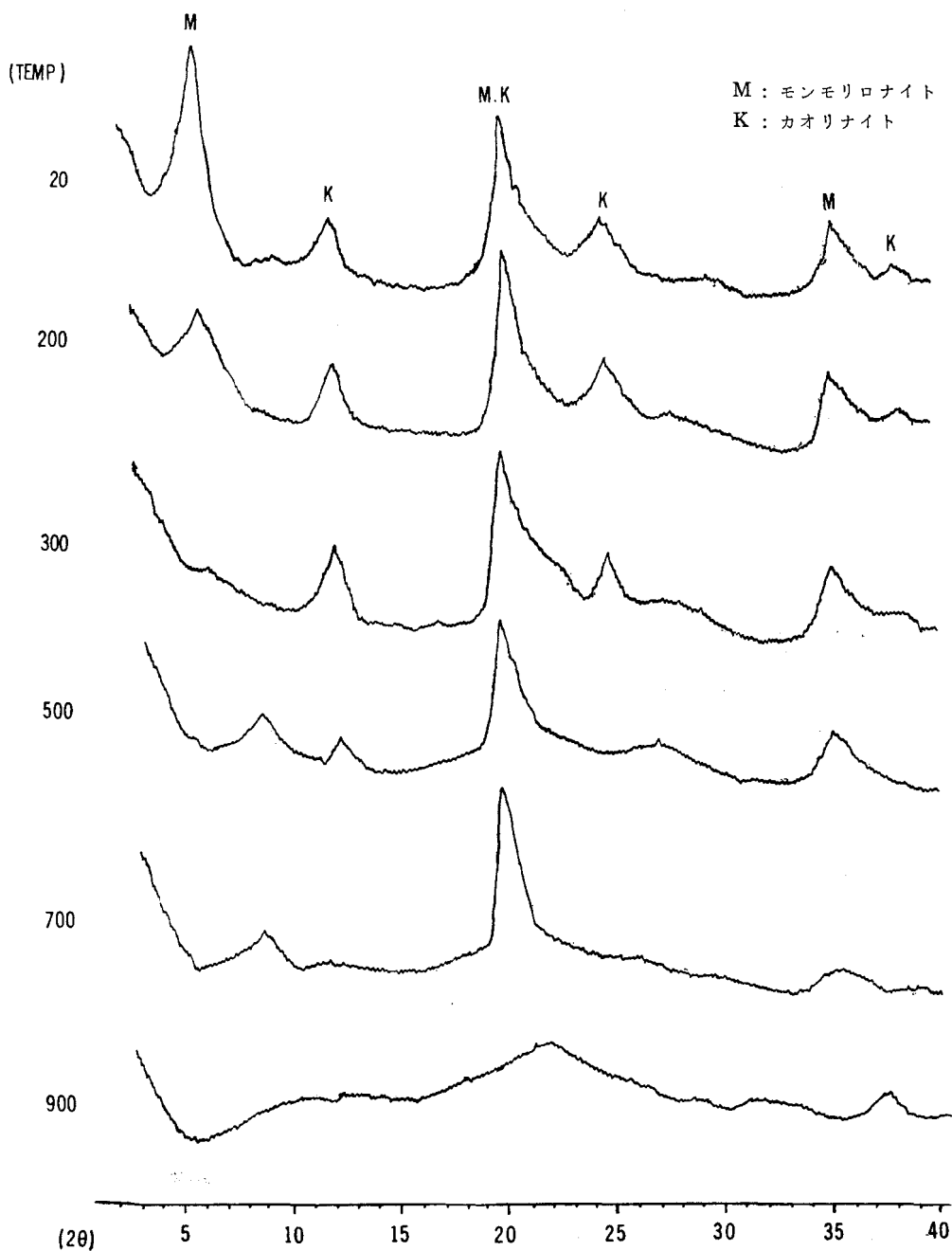
この結果、エチレン・グリコール処理によって面間隙が広がり、K置換によって縮小するが、Ca置換では殆んど変化がないことがわかる。モンモリロナイトによく附随する燐灰ウラン石などが、(0.1N) H₂SO₄ 処理で殆んど完全に溶脱され、モンモリロナイトに吸着しているウランも十分に溶離するが、(001) の面間隙には影響がみられない。

モンモリロナイト、カオリナイトの混合試料についての加熱後のX線廻折結果を第3図に示す。実験は1000°Cまでの各段階で、1時間加熱後直ちに行ったものである。

モンモリロナイトの底面反射(001)は300°Cで消滅するが、4.48Åのプリズム反射

は700°Cまで残る, 300°C以上では, (001)の廻折線が 16.1\AA から 9.8\AA に移行し, 700°Cまで残存, 900°Cでは消滅する。以上の如き結果は, モンモリロナイトの加熱変化における諸性質と一致する¹⁰⁾。

カオリナイトの(001)は500°Cでやや強度が弱まり, 700°Cで消滅する。おそらく570°CのOHの脱水以後に新しい結晶相への移行で消滅するものと思われる。(003)は300°Cまでは鮮明であるが, 500°Cでは不鮮明にな



第3図 加熱X線回折

つている。これは (001) と (003) の廻折線の強度の差と、カオリナイトの含有量が少量であることによる結果である。

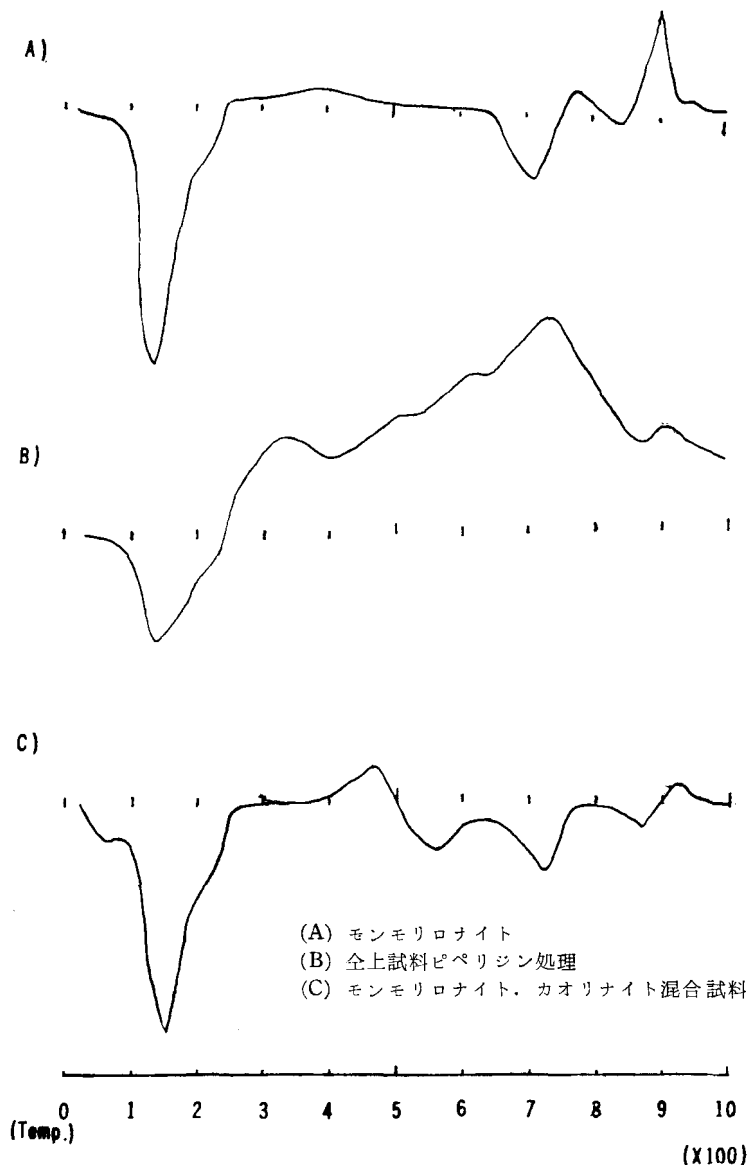
900°C 以上では、モンモリロナイト・カオリナイト共に廻折線は消滅し、非晶質物質への移行を示している。

3) 示差熱分析による検討

第4図(A)は化学分析試料と同じ純粋なモンモリロナイトの示差熱分析曲線である。典型的なモンモリロナイトのカーブを示し、140°C 附近の吸着水の脱水に続き、層格子内の置換性塩基中の Ca と結合する水分子の脱水が200°C 附近で認められる。これは一般に Ca に富むモンモリロナイトの特徴の一つで¹¹⁾、化学分析の結果に一致する。更に、高温の700°C 附近ではOHの脱水ピーク、900°C 附近では新しい結晶相へ転移する発熱ピークが認められる。

第4図(B)は、同じ試料に対して

ピペリジン処理を行ったもので、300°C、500°C、600°C、700°C に発熱ピークがあり、やはりモンモリロナイトの特性に一致する。即ち、300°C、500°C のピークは結合したピペリジンの燃焼と考えられ、また、700°C の発熱はピペリジンの燃焼後、結晶格子に残存した炭素が、OH の脱水と同時に酸化し CO として放出された発熱と考えられる¹¹⁾。これ



第4図 示差熱分析曲線

は、(A)の実験におけるOHの脱水と殆んど同じ温度であることから推論される。

第4図(C)は、加熱X線に使用した試料と同一のもので、モンモリロナイトにカオリナイトを含む。カオリナイトの570°C附近の吸熱ピークが認められ、900°C附近のモンモリロナイトの発熱ピークが弱くなっている。

4) 顕微鏡による観察

偏光顕微鏡下では、モンモリロナイトの結晶度の良好なためと、定方位配列を生ずる結果、集合複屈折が観察され、見かけ上の等方性は示さない。

電子顕微鏡による観察では(第9図(5))、純粋なモンモリロナイトは不定形板状の形態を示し、1 μ 以下の結晶が集合して存在する。

第9図(6)は、モンモリロナイトにカオリナイトが混入しているもので、2 μ ±の不整六角板状のカオリナイトの結晶を、モンモリロナイトと共に明瞭に観察できる。

5) その他

このモンモリロナイトの性質を、一般にみられる酸性白土とベントナイトに比較してみると次表の如くなる。

	方面鉱床産 モンモリロ ナイト	※ 酸性白土 (平均)	※ ベントナイト (平均)
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	2.4~2.7	7~8	4~8
懸濁 pH	6.6~6.7	5~6	7.5~8.5
水 100cc 中に試料 1g の沈 降容積	4cc	1~5cc	8~80cc
(1N) NaCl 25cc+水 75cc +試料 1g の沈降凝固容積	11cc	5cc	50cc
比 重 ※※	1.6±0.2		

※ 大坪義雄による

※※ 見かけ比重、採集試料非乾燥1cm³の重量

上記のデーターから判るように、このモンモリロナイトは交換性陽イオンがCaで占め

られているため、Naモンモリロナイト(ベントナイト)よりもpHが小さい¹²⁾。また、Caモンモリロナイトであるから、膨潤度も小さく、酸性白土の示す値に近い。しかし、珪ばん比が異常に小さく、理論値にも達しないことが注目に値する。

(ハ) 塩基性凝灰岩・凝灰質頁岩

“ココア色凝灰岩”と称される塩基性凝灰岩・凝灰質頁岩よりなる地層は、下位の酸性凝灰岩層に比べると、粘土化が微弱でその変質度から明瞭な境界を識別し得る。

X線廻折による検討では(第3表(J))、主成分鉱物は長石類で、石英は認められず、しかも加里長石の含有が認められる。粘土鉱物は、わずかにモンモリロナイトの(001)の弱い廻折を認めるのみである。加里長石の含有などから推察して、基盤花崗岩の風化物の流入が考えられ、モンモリロナイトも加里長石などと共に粘土化後に流入堆積した可能性もある。下位の酸性凝灰岩層に接する下部が、上部に比べて多少変質が強いようにもみうけられるが、いずれにしても下位層とは格段の差が認められる。結局、酸性凝灰岩層の粘土

化後の堆積が推察される。

(ニ) 上位火山岩類

坑内で認められるのは、塩基性凝灰岩類の上部を占める玄武岩熔岩流のみである。基盤岩に岩脈として認められる玄武岩とは異なり、非常に新鮮

で、X線廻折でも殆んど変質は認められない。一部で多少風化がすすみ、透水状態を呈

する箇所では、わずかに緑泥石化がみられる。塩基性凝灰岩層、凝灰質頁岩層と共に、下位層にみられる顕著な変質とは関連のないものと推察される。

5. 変質作用と鉍床との関連

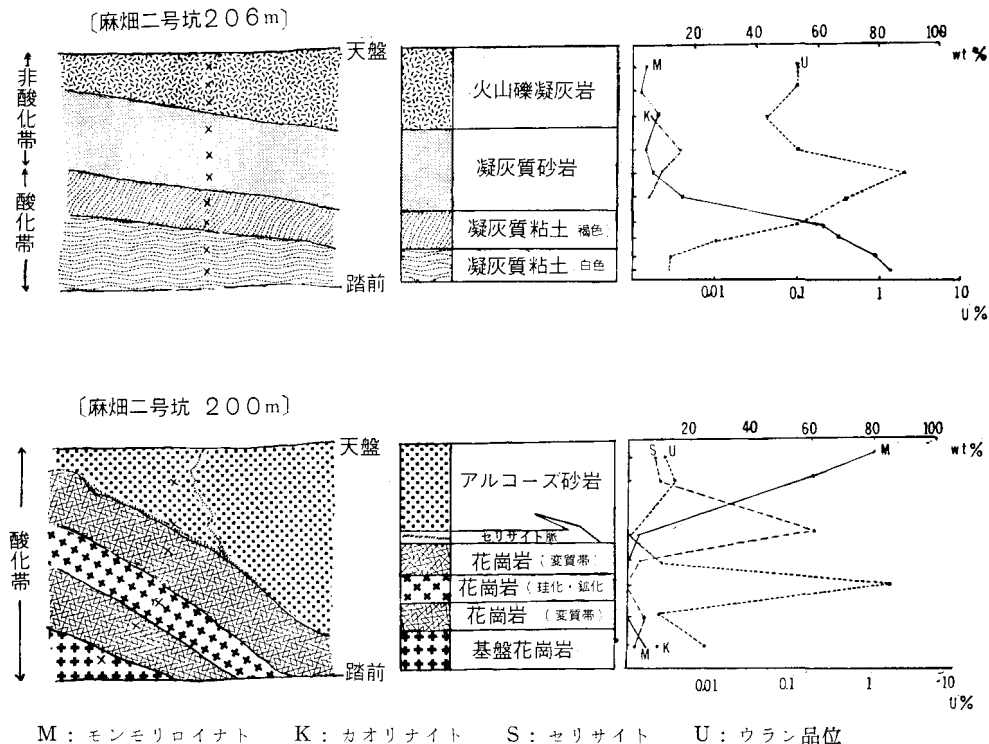
坑内での観察と、粘土化の定量実験及びペーパ・クロマトグラフィ法¹³⁾によるウラン品位の測定から、粘土化とウラン鉍化現象との関連について調べた。以下、数例を選び説明する。

粘土化の定量は、X線廻折による方法を用いた。即ち、標準試料を作製して、モンモリロナイト(001)、カオリナイト(001)、セリサイト(002)のピークを選び、100カウントに相当する含有量を測定し、それを基準にして、試料の粘土含有量を算出した。実験条件は、

Cu(Ni), 25KV, 12mA, $1^\circ \sim 1^\circ \sim 0.2\text{mm}$ である。

麻畑2号坑 206m (第5図)

酸化帯と非酸化帯が接する例である。非酸化帯の凝灰質砂岩に人形石が認められるが、酸化帯に入るとウラン品位は急激に減少している。非酸化帯では、人形石と共に黄鉄鉍が存在するが、酸化帯では褐鉄鉍がみられ、黄鉄鉍の酸化によるものと考えられる。粘土化については、図からも明らかなように、非酸化帯では変質が劣勢であったものが、酸化帯ではモンモリロナイトの著しい富化が認められる。この粘土層も、非酸化帯に接する部分では、褐鉄鉍の沈澱により褐色化を呈している。カオリナイトは最高15%程度の含有量で非酸化帯にのみ存在する。



第 5 図

麻畑2号坑 200m (第5図)

基盤花崗岩の不整合面に接する部分が、特に著しい変質を受けている。変質帯にそって珪化帯がみられ、その部分にのみ鉍化があり、燐灰ウラン石が存在する。基盤岩及び母岩はセリサイト化を呈し、特に母岩を切ってセリサイト脈が認められる。セリサイトとウラン品位には直接関連はみられないが、アルコーズ砂岩において、セリサイト化と共にモンモリロナイト化も著しい点がめだつ。

方面1号坑主坑道 48m (第6図)

基盤岩から酸性凝灰岩層に至る間の変質を示した。南側では基盤岩を覆うものはアルコーズ砂岩であるが、北側では直接粘土物質が、基盤岩ならびにアプライト岩脈を覆う。

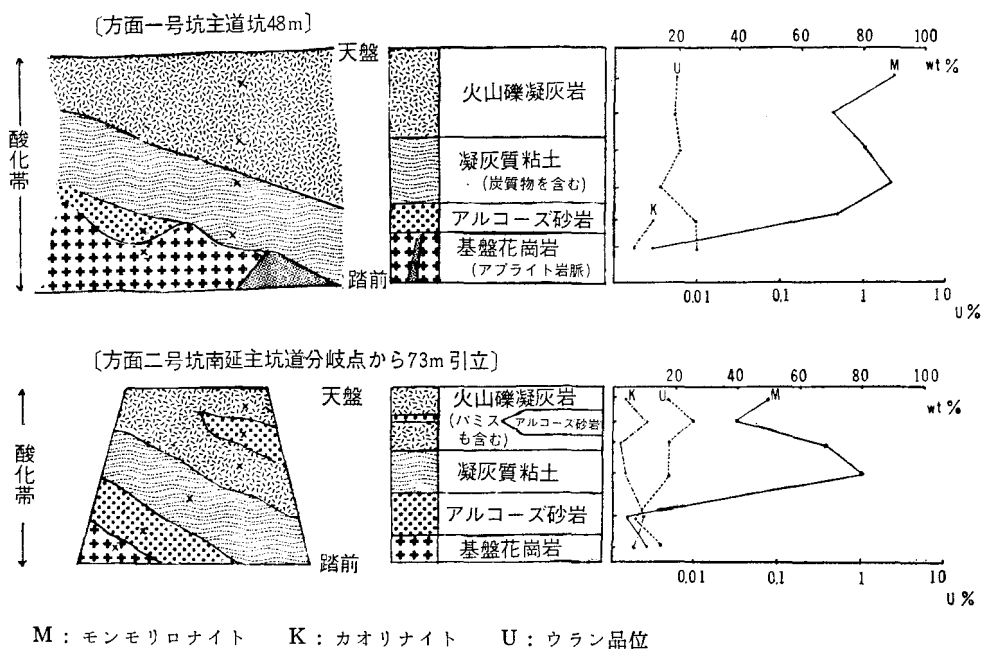
全般的にウラン品位は低いが、母岩のモンモリロナイト化が顕著で、いずれも結晶度の極めて良好のものである。カオリナイトは、

基盤岩とアルコーズ砂岩にのみ存在し、酸性凝灰岩層には認められない。また、基盤岩とアルコーズ砂岩とを比較した場合、カオリナイトの含有量の差が小さいのに対し、モンモリロナイトは非常に大きな差を示す。

方面2号坑南延主坑道分岐点から

73m引立 (第6図)

前例と同様に、基盤岩から酸性凝灰岩層に至る間の変質を示した。しかし、基盤岩直上のアルコーズ砂岩のモンモリロナイト量は非常に少なく、しかも、カオリナイトの含有が酸性凝灰岩層にまで及んでいる。アルコーズ砂岩のレンズにおいては、モンモリロナイトが減少し、カオリナイトが増加している、おそらく、アルコーズ砂岩堆積時に、既にカオリナイトが存在していた結果と考えられる。このように、酸性凝灰岩層中にアルコーズ砂岩が夾在する場合、一般にその上下盤にもカ



オリナイトが含まれることが多く、しかも、そのレンズ内には鉍化がみられる場合が多い。この場合も、基盤岩直上の砂岩には鉍化がみられないが、レンズ内の砂岩には、燐灰ウラン石を認めている。

方面2号坑第2北延坑道と主坑道の 分岐点 (第7図)

アルコーズ砂岩層から、塩基性凝灰岩層に至る間の変質の例である。この場合、夾在する凝灰質頁岩に燐灰ウラン石の濃集をみる。アルコーズ砂岩ではウランは低品位である。ウラン量と粘土量との間に明確な関連はつかめないが、凝灰質頁岩にのみ注目すると、上位の低品位の層ではモンモリロナイト量が大きく、下位の高品位の層ではその量が少ない。塩基性凝灰岩にもモンモリロナイトが認められ、特にアルコーズ砂岩に接する部分は黄褐色を呈し、粘土量も多い。カオリナイ

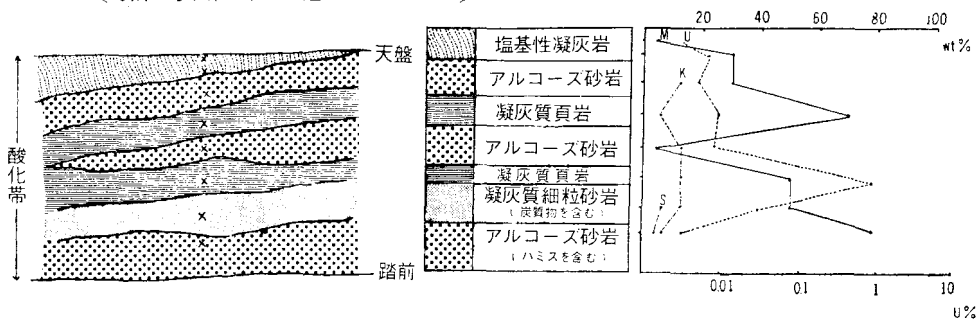
トは、塩基性凝灰岩では欠除し、酸性凝灰岩中には、著しい量的変化もなく一様に存在している。

方面2号坑第2北延坑道分岐点より 43m引立 (第7図)

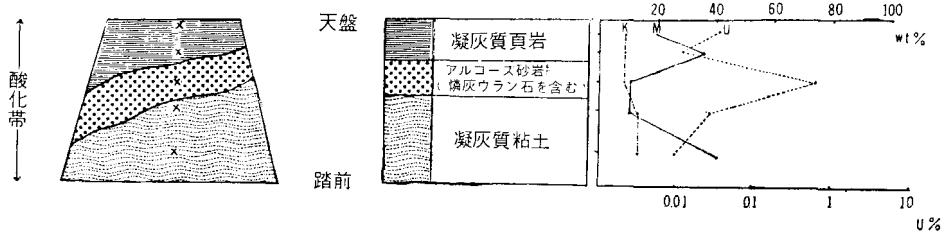
酸性凝灰岩層におけるモンモリロナイト化の劣勢の場合の一例である。凝灰質頁岩層と凝灰質粘土層との間に夾在する幅50~60cmの砂岩層は、モンモリロナイト化も10%程度であり、鉍化も認められる。カオリナイトは全般的に存在するが、モンモリロナイトは砂岩層では減少し、局部的にはウラン品位と負の相関を示す。

その他、人形石、燐灰ウラン石以外のウラン鉍物の産状としては、アルコーズ砂岩層中の炭質物を、ベーターウラノフェン、ウラノフェン、ボルトウツタイトなどが交代して産し、その母岩一帯はモンモリロナイト化を呈

〔方面二号坑第二北延坑道と主坑道分岐点〕



〔方面二号坑第二北延坑道分岐点より43m引立〕



M : モンモリロナイト K : カオリナイト S : セリサイト U : ウラン品位

している。また、ウーグサイト、カーノタイトも麻畑鉱床で、モンモリロナイト化を示す砂岩、凝灰岩中に認められる²⁾。すなわち、いずれもウランの二次鉱物は、酸化帯の顕著なモンモリロナイト化を呈する地域の附近に存在している。

以上の変質状態と鉱石の産状から、基盤花崗岩及び母岩に共通する粘土化と、鉱床賦存の状態に関連して次のことが挙げられる。

〔A〕 粘土鉱物の種類、存在量は鉱床の酸化帯・非酸化帯にほぼ規制されている。

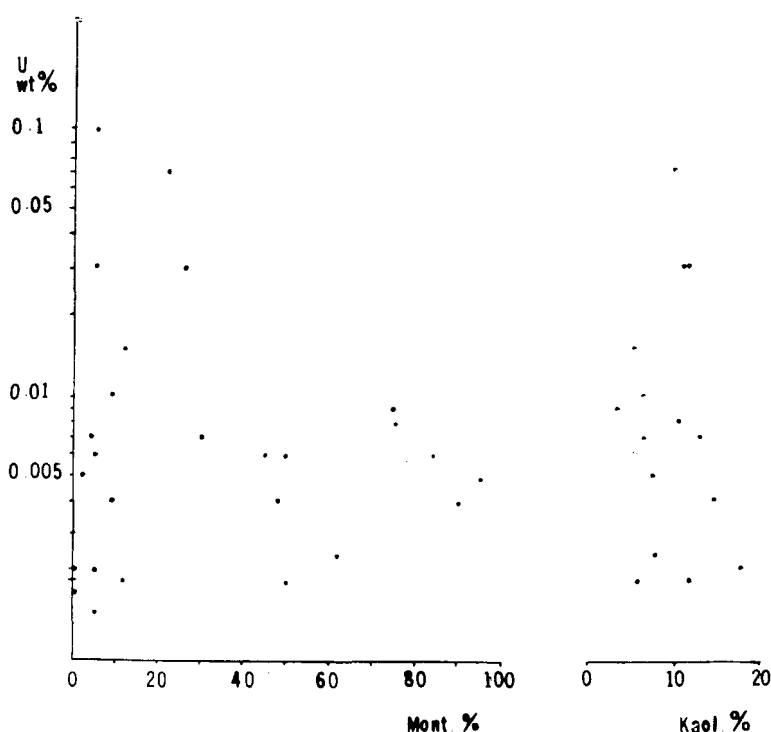
大局的な観点からすれば、鉱床の賦存形態は、花崗岩の風化、侵蝕の結果生じたチャンネルの形態に支配されるが、各鉱体について観察すると、酸化帯・非酸化帯ではウランが異った鉱物種（4価と6価とのウラン鉱物）

であると同時に、粘土化も前者ではモンモリロナイト化（max. 95%以上）、後者ではカオリナイト化（max. 25%±）で特徴づけられる。しかも、酸化帯では粘土量が急激に増加する。

〔B〕 粘土化の程度は原岩の種類により異なり、同一種類の岩石では酸化帯における変質が特に顕著である。

他地域の花崗岩類に比較すれば、基盤の“小鴨花崗岩”も変質が著しいが、量的には鉱床母岩の変質に及ばない。玄武岩岩脈のように、殆んど完全に変質しているものもあれば、一方、アプライト岩脈のように新鮮なものもある。また、酸性凝灰岩層の変質は著しいが、それも非酸化帯では急激に劣勢になる。

（C） 粘土化（粘土量）と、ウラン含有量



第 8 図 粘土量とウラン品位の関係

との間には明確な相関は見出せない。
しかし、モンモリロナイトの量についてのみ観察すると、おおそ負の相関がみられる。

酸化帯にウラン鉾物が濃集する場合においても、粘土鉾物の結晶に吸着される場合は非常に少ない。即ち、粘土帯の割れ目にそって、或は多孔質の砂岩層中などに、ウラン鉾物が鱗片状結晶を呈して存在する場合が多い。その結果、酸化帯では、粘土量とはむしろ負の相関を示す傾向がある（第8図）。

6. 考 察（第5表）

方面・麻畑鉾床が基盤岩及び母岩に顕著な変質を示すことは明白であるが、鉾化作用との直接の関連については、未だに不明確な点が多く推察の域を超えていない。ウランがチャンネル構造に支配されて沈澱した機構についても、母岩の堆積後であることは明らかであるが、単に地表に近い風化花崗岩中の可溶性ウランが地下水によって運ばれて来て沈澱したものか、或はウランが火成活動や熱水溶液によってもたらされて来て沈澱したものか論議は多い。しかし、どんな成因的過程でウランがもたらされたにしても、地下水によって現在の鉾床の形態が規定されたことは否定し難い。また、この地下水型鉾床の成因を考えるにしても、鉾床生成時期を指示するデータは今まで明確には出ていない。

現在、変質作用と鉾化作用との関連について明らかな1つの事実は、モンモリロナイト化と酸化帯が密接な関係を有していることである。従ってモンモリロナイト化した地層が酸化状態を示し、ウランの二次鉾物の存在を規定していることは明らかである。これと対

照的に、非酸化帯は粘土化が微弱で、しかも、カオリナイトの存在で特徴づけられ、還元環境が保持されている。このカオリナイトは主として基盤花崗岩の風化による生成物と考えられ、アルコーズ砂岩層中にも認められている。

一方、酸性凝灰岩層の粘土化によるモンモリロナイトについて、吉川・須藤¹⁴⁾ は、化学分析値を Roy-Roy の $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-H}_2\text{O}$ 系の合成実験によって導びかれた $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$ の三角図表に投影して生成温度を推定した。その結果、圧力の影響を一応無視して考えると、 130°C 程度の熱水による生成の可能性があることを示唆している。このモンモリロナイト化は、塩基性凝灰岩層から上位にかけて急激に劣勢化する。しかも、基盤岩中の玄武岩岩脈が完全にモンモリロナイト化を呈するのに対し、上位の玄武岩溶岩流は殆んど粘土化を示していない。これらの事実から、酸性凝灰岩層を中心とするモンモリロナイト化は塩基性凝灰岩の堆積前の熱水による生成であることが推定される。

また、化学分析値より検討した場合、モンモリロナイトとしては SiO_2 の量が少なく、従って、珪ばん比も非常に小さいことを指摘したが、モンモリロナイトには石英も含有されず、珪化帯も認められていないことから、粘土化に伴う余剰珪酸の逸散が考えられる。

鳥取市近郊の上砂見粘土鉾床¹⁵⁾ では、東郷鉾山と同じく中新世の斜長流紋岩質凝灰岩の著しいモンモリロナイト化が認められるが、両者の異なる点としては、上砂見粘土では粘土化に伴う余剰珪酸が、クリストバラ

イトとして粘土鉱物中に含まれていることである。方面鉱床でも、斜長流紋岩の礫にはモンモリロナイトと共にクリストバライトを認めているが、凝灰岩層の粘土中にはその存在が認められていない。近接した地域で類似の粘土化に、このような差異が認められるのは興味ある事実であるが、東郷鉱山において、もしもこのモンモリロナイト化と一次的の鉱化作用を直接結びつけるならば、ウランの珪酸塩鉱物の多量の生成が推察される。その点、方面・麻畑鉱床は、共に燐灰ウラン石を主要鉱石とし、ウランの珪酸塩鉱物はウィークサイトなど鉱量的に全く微量であることは注目される。この観点から、筆者は鉱化作用を粘土化（モンモリロナイト化）の後に推定する。

また、酸化帯とモンモリロナイト化に富む地層が密接な関連を示す点については、モンモリロナイト化をもたらした熱水溶液が、直

接酸化をもたらす性質のものとは考えられないので、モンモリロナイト化と地下水による酸化との2つの経過を考えねばならない。

即ち、熱水溶液によつてモンモリロナイト化した地層中に、ウラニルイオンの可溶性炭酸錯塩として運ばれたウランは、還元によつて4価のウランの燐酸塩として沈澱し¹⁶⁾、その後、地下水によって含水状態になった粘土層はモンモリロナイトの排水不良の条件ともあいまって酸化環境を形成したのと考えられる。その結果モンモリロナイトに富む地層では、ウランが6価の形をとるに至ったものと考察される。

また、非酸化帯では、ウラン鉱化作用後、不透水層などにより地下水の循環がとまり、粘土鉱物も少量のため、水によって飽和されることもなく、炭質物などの存在で還元環境を保ちながら、4価のウラン鉱物を保持して現在に至っているものと考察される。

文 献

- 1). 杉山隆二., (1964) : 山陰の温泉の地質, 温泉工学会誌., 2, 1, 32~43
- 2). 杉山隆二他., (1963) : 鳥取県東郷鉱山のウラン鉱床, 日本鉱業会誌., 79, 543~553
- 3). 菅野一郎他., (1957~1958) : 花崗岩類に由来する赤黄色土の粘土鉱物, (1), (2), (3), 土壤肥料科学会誌., 28, 51~58, 29, 57~60
- 4). R. E. Grim., (1953) : *Clay Mineralogy*, McGraw-Hill, New York.
- 5). Roy, R and Romo L. A., (1957) : Weathering Studies, 1. New Data on Vermiculite, *Jour. Geol.*, 65, 603~611
- 6). 光田 武., (1961) : 黒雲母の仮晶をなすカオリナイトの研究, 粘土科学の進歩., (3) 251~263
- 7). Walker., (1949) : The deposition of Biotite in the Soil, *Miner. Mag.*, 28, 693~703
- 8). Jackson M. L and others., (1952) : Weathering Sequence of Clay Size Minerals in Soils and Sediments : II, *Proceeding of the Soil Science Society of America.*, 16, 3~6
- 9). G. Brown., (1961) : *The X-ray Identification and Crystal Structure of Clay Minerals*, Mineralogical Society, London.

- 10). 須藤俊男., (1957) : 混合層鉾物の発見とその粘土科学における意義, 鉾物学雑誌., 3, 286~299
- 11). 須藤俊男., (1953) : 粘土鉾物, 岩波全書.
- 12). 加藤忠蔵., (1961) : 酸性白土とベントナイトの工業利用, 粘土科学., 1, 39~40
- 13). 阪上正信., (1958) : 前線反応を利用するペーパー・クロマトグラフィーによるウラン簡易微量定量法, 分析化学., 7, 5, 292~296
- 14). 吉川恵也, 須藤俊男., (1961) : 鳥取県倉吉市周辺のウラン鉾床に伴う粘土鉾物, 粘土科学の進歩., (3), 168~177
- 15). 渡辺晃二., 鳥取県上砂見粘土鉾床について (未発表)
- 16). 阪上正信., (1960) : 放射性堆積物の地球化学的研究, 第五報, 堆積型ウラン鉾床におけるイオウとウラン, 日化., 81, 1523~1527

Bed Rock and Wall Rock Alteration of the Uranium Deposits at the Tōgō Mine, Tottori Prefecture

(1) Katamo and Asabatake Deposits

by

Kōji WATANABE

Institute for Thermal Spring Research,
Okayama University

Abstract

The Katamo and Asabatake Uranium Deposits, Tōgō Mine, about 5 Km south east of the lake Tōgō, central Tottori prefecture, is investigated to understand the nature of the bed rock and wall rock alterations.

These alterations are remarkable and characterized as follows.

(1) Both the clay mineral species and their relative amounts are closely related to the "oxidation-reduction environment" of the deposits.

(2) The degree of alteration depends on the nature of the mother rocks and differs from an area to another. The most remarkable alteration is realized in the secondary oxidation zone.

(3) Although the secondary uranium minerals are confined in the oxidation zone, there is no apparent relationship between the total amounts of clay minerals and uranium contents of the deposits. But the amounts of montmorillonite seems to decrease as uranium content goes up within some limited areas.

The principal clay mineral in the deposits is montmorillonite. Kaolinite is also present in a small amount. Sericite is found only in some of the veins as an accessory mineral.

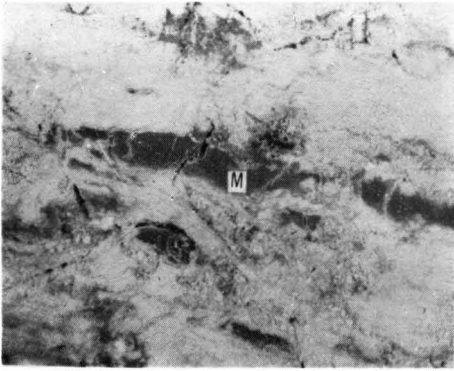
Hydrothermal solutions seems to have played an important role for the formation of montmorillonite, as it is found in a well crystallized form in altered acidic pyroclastic sediments.

Kaolinite, on the other hand, has a tendency to increase in its amount in arkose sediments which are sandwiched in volcanic sediments. This seems to show that kaolinite is a weathered product of the bed rocks of this region.

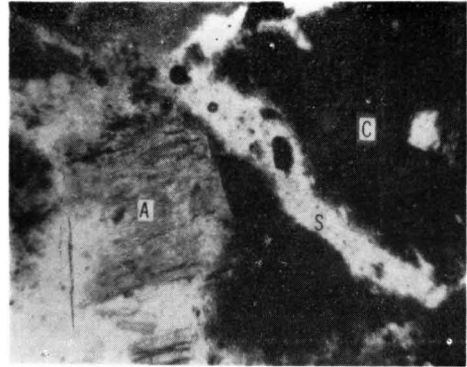
The results presented in this paper could be a help in considering the origin of the Uranium deposits in this area.

第 5 表

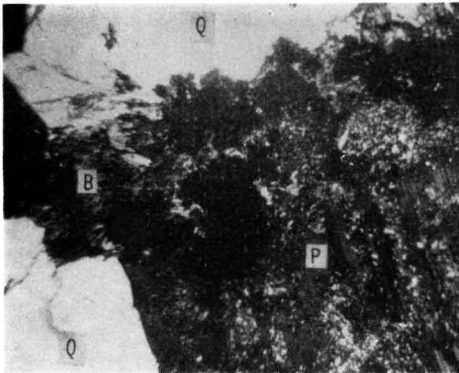
柱 状 図	時 代	層 厚 (m)	岩 相	備 考		
				岩 相 摘 要	鉱 床 摘 要	変 質 状 態 (坑内)
	鮮新世	70+	酸 性 安 山 岩	熔 岩 流 凝灰角礫岩 火山円礫岩	} 鉱化なし	
		0~ 45±	玄 武 岩	方面、粗粒玄武岩質玄武岩 麻畑、緻密質玄武岩		下位層と比較すれば新鮮であるが局部的に風化の進展が何 われ、粘土鉱物としては微弱ながら録泥石を認める
		0~ 7±	塩基性 凝灰岩 " 凝灰質頁岩	"ココア色凝灰岩" 方面において特に発達	(方面で一部に磷灰ウラン石)	弱いモンモリロナイト化を認める。加里長石の含有もあり 花崗岩の風化生成物の流入混有も考えられる
	鮮新世	0~ 10±	酸性凝灰岩類 { 火山礫凝灰岩 凝灰質粘土	アルコーズ砂岩、細粒礫岩 のレンズを夾有 炭質物、マンガンノジュールも夾む まれに斜長流紋岩の礫も含む	富 鉱 体 形 一部で低品位ながら人形 石、閃ウラン鉱が認めら れる。 富鉱体としては、粘土の 割れ目や砂岩層のレンズ 中に、或いは埋もれ木を 交代して磷灰ウラン石な どが濃集する場合多し。 麻畑ではウィークス石、 カルノー石がみられる。	一般に粘土化顕著で、モンモリロナイト化で特徴づけられ る。特に酸化帯の凝灰質粘土の部分では95%以上のモンモ リロナイト化もめずらしくない。モンモリロナイトの他に カオリナイトの存在する場合があるが、両者の規則的な量 的關係はみられない。但し、アルコーズ砂岩のレンズ、火 山礫凝灰岩中ではカオリナイトの含有が多くなる。
		0~ 2±	アルコーズ砂岩	チャンネルの形態によつて 厚さ、粒度が変化する	成 部 ウラン鉱の富鉱体を形成 する。磷灰ウラン石、ウ ラノフェン、ペーターウ ラノフェン、カルノー石 ボルトウッド石	アルコーズの細粒部及びマトリックスの粘土化著し、カオ リナイト、モンモリロナイトを含む。
	中新世末	0~ 0.5±	基底礫岩	アブライト質花崗岩の礫多 し		礫岩は一般に花崗岩に比べて新鮮であるが、マトリックス では、カオリナイト、モンモリロナイトを認める。
	始新世 (?)		"小鴨" 花崗岩	ベグマタイト質粗粒黒雲母 花崗岩、一部にアブライト 質花崗岩。岩脈には玄武岩、 アブライト、ベグマタイト の各岩脈	(鉱床直下では一部に磷灰 ウラン石の鉱染も認められ る)	一般に変質を受けて脆弱化を呈す。カオリナイト、モンモ リロナイトを認める。一部でセリサイトの異常濃集部もある。 黒雲母の一部はパーミキュライトに変質する場合がある。 アブライトの岩脈は新鮮であるが玄武岩々脈は変質著 しく、モンモリロナイト化を呈し、カオリナイトを認めず。



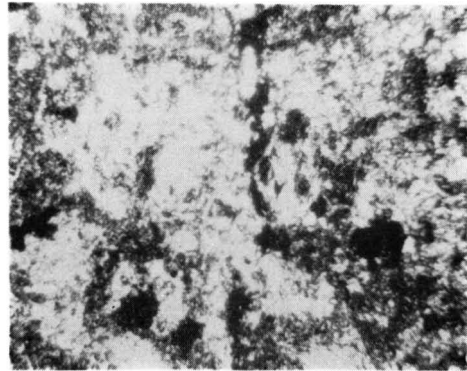
1. 酸性凝灰岩のモンモリロナイト化 (×2)
M: モンモリロナイトの特に濃集する部分



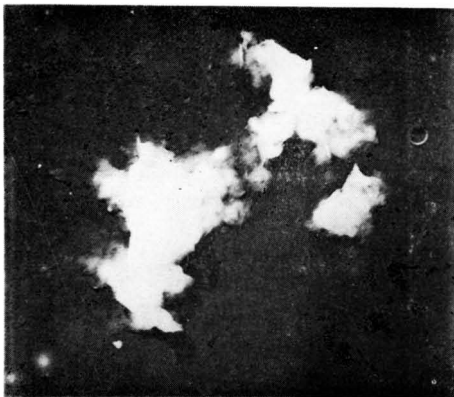
2. 酸性凝灰角礫岩の割れ目に存在する燐灰ウラン石の顕微鏡写真 (open nicol ×120)
A: 燐灰ウラン石, C: 褐色粘土, S: 白色粘土



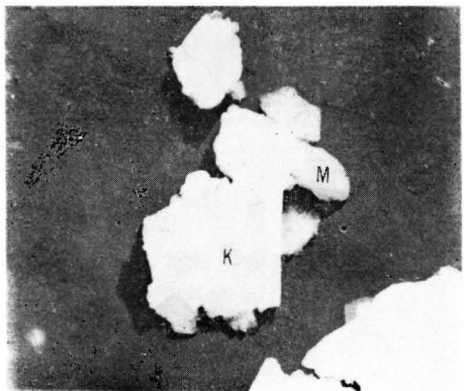
3. 基盤花崗岩, 斜長石の粘土化の顕微鏡写真 (crossed nicols ×130)
Q: 石英 B: 黒雲母 P: 斜長石



4. アルコーズ砂岩の粘土化の顕微鏡写真 (crossed nicols ×120)



5. モンモリロナイトの電子顕微鏡写真 (×9600)



6. カオリナイト, モンモリロナイトの電子顕微鏡写真 (×9600)
M: モンモリロナイト, K: カオリナイト